Res. Org. Geochem. **29**, 1−16 (2013)

〔2012 年度田口賞受賞〕

論文

ペルム紀－三畳紀境界の遠洋域深海堆積岩の古生物学的地球化学的研究 *

高橋 聡 **

（2013 年 9 月 2 日受付，2013 年 12 月 24 日受理）

Abstract

The most severe mass extinction in Earth's history occurred at the end of Permian Period, and recovery from this mass extinction extended until the subsequent Early Triassic. Organic geochemical works from many studies of shallow water platform sedimentary strata have indicated that increases in green sulphur bacterial and cyanobacterial biomasses as well as terrigenous organic material occurred in end-Permian to earliest Triassic shallow-marine environments. Additionally, recent studies on pelagic deep sea sedimentary rocks in accretionary complexes of Japan have increased understanding of the low latitudinal Panthalassic record through the Late Permian and into the Early Triassic. Correlations of conodont fossil occurrences and stable carbon isotope compositions of organic matter in the continuous deep-sea Permian-Triassic boundary section indicate that the mass extinction horizon is located at the onset of black claystone above microfossil-rich siliceous claystone beds. Although this black claystone bed suggests oxygen-poor conditions, bacterial blooms and terrigenous inputs in the pelagic region were not especially significant based on the detected smooth organic carbon isotope curve, which does not include any isotopically heavier signals. Subsequent recovery of radiolarian chert deposition occurred at the late Early Triassic–early Middle Triassic transition. Organic molecules have been detected from these strata. Considering their producing processes in the pelagic deep sea, highly concentrated dibenzothiophene in the latest Early Triassic black chert indicate sulfur-rich depositional conditions. Also, high concentrations of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) suggests a high flux of marine organic matter during the latest Early Triassic. As these occurrences coexist with changes in perhaps bacterial community and decreases in radiolarian fossil diversity, this event may be related to the delay in the recovery of life and environments after the end-Permian mass extinction.

1. ペルム紀末の大量絶滅

顕生代には一度に急激な速度で多数の種が減少した大量絶滅事変が複数回起きていたことが知られている（例えば Raup, 1979; Sepkoski, 1984; Erwin, 1993; Bambach et al., 2004; Alroy, 2010）。その大量絶滅事変のなかで化石生物の属数が最も大幅に減少したのは，古生代ペルム紀と中生代三畳紀の境（約 2 億 5 千万年前）で起きたペルム紀末大量絶滅事変である。三葉虫，筆石，有関節腕足類，頭足類，腕足類，サンゴ・イソギンチャク，貝形虫，有孔虫，放散虫などの海生生物が科のオーダーで数えて約半数が消滅し，古生代に繁栄した三葉虫や四方サンゴはこのイベントを機に完全に途絶える。このような大量絶滅を引き起こした背景を明らかにするには，当時の地質記録を明らかにする必要がある。ペルム紀－三畳紀当時は，大陸が超大陸パンゲアに集約し，パンゲアに囲まれたテ

*Palaeontological and geochemical studies on Permian-Triassic pelagic deep-sea sedimentary rocks

**東京大学地球惑星科学専攻地球惑星システム科学講座 助教
東京都文京区本郷 7-3-1　理学部 1 号館 852 室
e-mail: stakahashi@eps.s.u-tokyo.ac.jp

チス海と大陸をとり囲む超海洋パンサラッサ（古太平洋）が存在しており（Fig. 1），そのうち，テチス海浅海域の堆積岩層について多くの研究がなされてきた。これまでの研究成果から，生物を絶滅に追いやった主な環境要因として，極端温暖化，海洋酸性化と海洋無酸素が挙げられている。極端温暖化の証拠は，コノドント動物の器官を構成していたエレメントのアパタイト安定酸素同位体比（$\delta^{18}O_{apatite}$）を測定した結果から近年詳細が議論されるようになった。Joachimski et al.（2012）, Sun et al.（2012）, Romano et al.（2012）, Chen et al.（2012）らの報告によると，$\delta^{18}O_{apatite}$ はペルム紀末から三畳紀初期（グリスバキアン期）にかけて約 4‰減少することが示され，これは表層水温が 14℃近く上昇したことに相当し，温暖化した低緯度海洋表層の水温は 40℃近くになったと見積もられる。この温暖化の主な原因は，同じ時期に活動したシベリア洪水玄武岩（Reichow et al., 2009; Fig. 1）が，地殻表層の有機炭素などを酸化して放出した温室効果ガス（15–20 × 10^3GtC に相当する；Svensen et al., 2009）にあるのではないかと考えられている。海洋酸性化の証拠は，炭酸塩基質とコノドントアパタイトのカルシウム同位体比（$\delta^{44/40}$Ca）がペルム紀末に減少することであり，同位体比的に軽い生物源炭酸カルシウムが一斉に溶解した結果と解釈されている（Payne et al., 2010; Hinojosa et al., 2012）。海洋の貧酸素化は，多くのペルム紀末の堆積相が生物擾乱の欠如した岩相を示すことから推定され（例えば Wignall and Twitchett, 1996），一部の海洋では硫化水素に富む還元的な環境にまで達していたことが硫酸塩硫黄同位体比（$\delta^{34}S_{sulfate}$）と硫化物硫黄同位体比（$\delta^{34}S_{sulfide}$）が共に減少してること（Newton et al., 2004; Gorjan et al., 2007; Kaiho et al., 2012）や次に述べる有機分子化石の検討から示されている。

ペルム紀末の環境異変を対象とした地球化学的研究の中で，特に有機地球化学は大量絶滅期に化石生物の多様性が減少する一方で生物の総量としては増加するものもあることを示した。有機分子で示されるペルム紀末に増加する化石のひとつは，緑色硫黄細菌である。緑色硫黄細菌の証拠は，この細菌が生合成するカロテノイド色素のイソレニエレテンが化石化したイソレニエラタンあるいはアリルイソプレノイドで示される。ペルム紀／三畳紀境界層の模式層（GSSP: Global Strata Type Section and Point）に指定されている南中国メイシャンセクションを分析した Grice et al.（2005），Cao et al.（2009），Kaiho et al.（2012）の報告によれば，全岩有機炭素量に対するアリルイソプレノイド，イソレニエラタンの寄与量がペルム紀末大量絶滅期のベッド 24e と前期三畳紀のベッド 29 で極端に増加している（Fig. 2; Kaiho et al., 2012）。緑色硫黄細菌の増加の直後に増加するのがシアノバクテリアである。Xie et al.（2005, 2007）は，一部のシアノバクテリアの膜脂質に存在する 2 メチルホパノイドを起源とする 2 メチルホパンを他のバクテリアからも由来するホパン分子の量で規格化して相対量を示すメチルホパンインデックス（Methyl hopane index; Summons et al., 1999）をメイシャンセクションで示し，前期三畳紀のベッド 26，ベッド 29 で値が顕著に増加することを示した（Fig. 2）。これら 2 つの一連した有機分子化石のピークから，緑色硫黄細菌増殖に好都合な海洋有光層に含硫化水素環境が発達し，その後の生態系のニッチェを埋める生物がシアノバクテリアであったと推測されている。同様の分子化石の増加は，メイシャンセクションが位置していたテチス海東縁の他にもテチス海中央部と南縁，およびパンサラッサ海東縁からも得られている（Grice et al., 2005; Hays et al., 2007; Algeo et al., 2012）。バイオマスの議論とは若干異なるが，前期三畳紀の浅海域では陸域からの有機物の寄与量が高まったとも考えられている（Kaiho et al., 2009; Sawada et al., 2012）。その証拠は，地衣類の多糖類分子などから由来すると考えられているジベンゾフランや，土壌中のバクテリアに合成されるモレタノールの構造に起源を求められるモレタン（17β，21α ホモホパン）で，メイシャンセクションでは，ベッド 29 や上位のベッド 34 でこの有機分子が顕著に増加することが図示されている（Cao et al., 2009; Xie et al., 2007）。陸源の有機物としては，陸域で高等植物が燃焼したと考えられるブラックカーボンや多環式芳香族炭化水素（Polycyclic aromatic hydrocarbons: PAHs）がベッド 26 の黒色の火山灰層に多く含まれている。Fig. 2 に PAHs の鉛直分布の代表としてベンゾ［a］ピレンの例を示す（Shen et al., 2011a）。このような

傾向は当時の陸域の植生の荒廃を示すとされており，陸域から海洋にもたらされた物質は一次生産者の栄養として作用し，シアノバクテリア等の海洋一次生産の増加，それにともなう海洋の溶存酸素の消費に影響したとも考えられている（Xie et al., 2007; Algeo et al., 2011a）。これらの有機物の寄与率の変化は，堆積物中の有機炭素同位体比（$\delta^{13}C_{org}$）にも記録されていると考えられる（Riccurdi et al., 2007, Kaiho et al., 2009）。後期ペルム紀までは$\delta^{13}C_{org}$と炭酸塩炭素同位体比（$\delta^{13}C_{carb}$）とは調和的な変化を示し，上述の有機物分子の増加がみられる前期三畳紀では極端に重い値を示す（Fig. 2）。メイシャンセクションの$\delta^{13}C_{carb}$と$\delta^{13}C_{org}$の変動曲線と同層準の有機分子の寄与率変化を比較すると，燃焼起

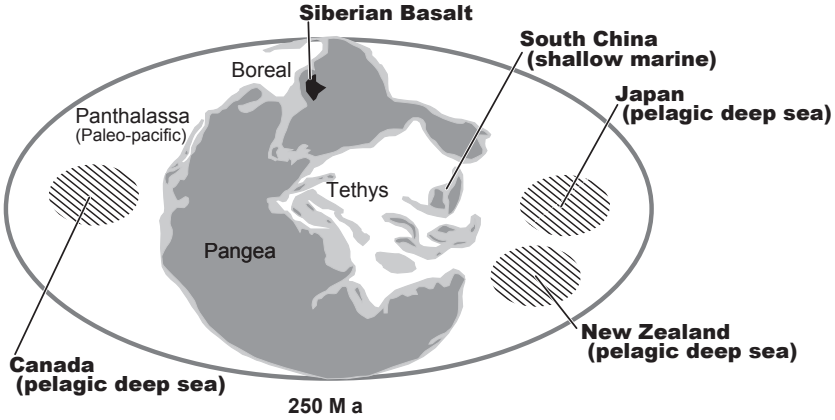

Fig. 1. Paleogeographic map of Late Permian–Early Triassic and locations of geologic area. Estimated position of continental shelf deposits of South China and pelagic deep-sea deposits in accretionary complexes of western Canada, Japan and New Zealand, the Siberian trap basalt are shown. Base map is after Ziegler et al. (1998).

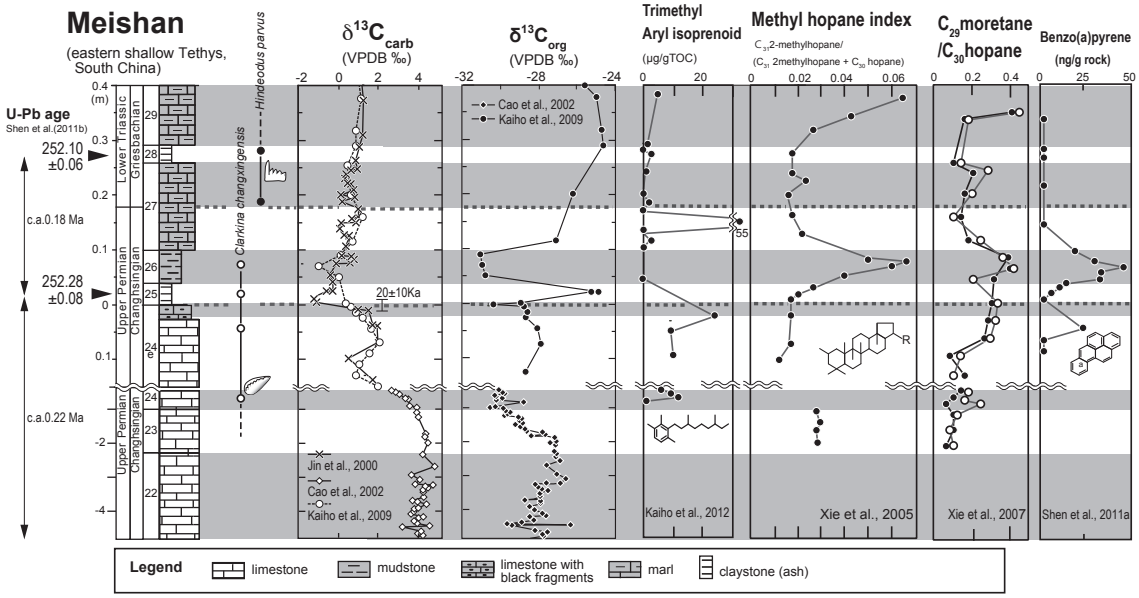

Fig. 2. Bio- and chemo-stratigraphy of the Meishan section, South China. Data are after Shen et al. (2011a, b), Gradstein et al. (2012), Jin et al. (2000), Cao et al. (2002), Kaiho et al. (2009), Kaiho et al. (2012), and Xie et al. (2005). The chemo-stratigraphic Permian-Triassic boundary (mass extinction horizon) and biostratigraphic Permian-Triassic boundary place at the top of Bed 24e and within Bed 27, respectively.

源としたPAHsは軽い同位体比値なるようにはたらき，土壌由来の有機物や，緑色硫黄細菌やシアノバクテリア由来の分子化石が多くなる層準は，同位体比を重い値にするように作用しているようにみえる（Fig. 2）。

三畳紀のはじめに起きたバクテリアの活動が活発な海洋環境は，前期三畳紀の間に継続あるいは頻発して起きていたらしい。そのことは，微生物マットと考えられる炭酸塩堆積構造マイクロバイアライト（Microbialites）が各地から産出することから示されている（Algeo et al., 2011a; Chen and Benton, 2012）。浅海域において造礁生物生態系が安定するのには前期三畳紀の約500−700万年間を要し，その間に藍藻類，コノドント・アンモナイト（遊泳生物），腹足類（底生生物）・脊椎動物の順に生態系中の空白が埋められていく様子が化石記録から明らかになっている（Chen and Benton, 2012）．この前期三畳紀の期間の地球化学的特徴は，炭素同位体比と酸素同位体比の変動の繰り返しである（Fig. 3; Payne et al., 2004; Galfetti et al., 2007; Sun et al., 2012, Romano et al., 2012）。浅海域の $\delta^{13}C_{carb}$ とコノドントの $\delta^{18}O_{apatite}$ の値は，ともに大きな負のピークが前期三畳紀のグリスバキアン期末，スミシアン期末，スパシアン期末にみられ，スミシアン期末の最も大きな $\delta^{18}O_{apatite}$ の極小値は，この時に最も高温な環境が発生したことを示している（43℃；Sun et al., 2012）。これらの前期三畳紀の温暖期においても還元的な環境が発達したことが一部で示されはじめてきた（北半球中高緯度海域Sverdrup Basinのモリブデン／アルミニウム比の増

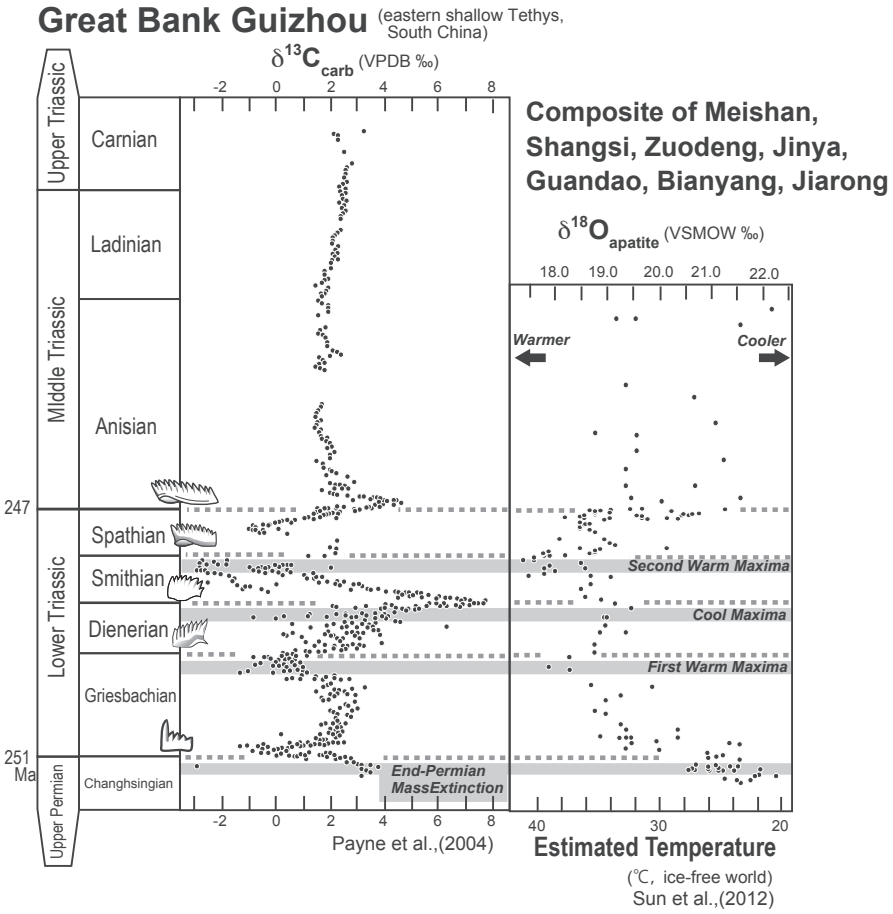

Fig. 3. Carbonate carbon isotope ratio ($\delta^{13}C_{carb}$) and Oxygen isotope ratio of conodont apatite ($\delta^{18}O_{apatite}$) of continental shelf deposit sections from the Upper Permian to Middle Triassic, South China. Data are after Payne et al. (2004) and Sun et al. (2012).

加；Grasby et al., 2012）。このような，温暖期と炭素同位体比が低い時期が同時に起きている原因についても断続的に続いていたシベリア玄武岩の活動と考える案があるが（Sun et al., 2012; Romano et al., 2012），火山活動と海洋環境変化の同時性は現時点では詳細には確かめられていない。

2. ペルム紀－三畳紀の遠洋深海域の堆積層

ここまで，主に陸棚堆積物の研究により明らかにされてきたペルム紀－三畳紀周辺の事象を述べてきた。では，陸から遠く離れた遠洋域はどうか。当時の遠洋域の堆積岩類は，日本の基盤岩をはじめとした付加体地質中に残されており，特に日本の堆積岩は低緯度遠洋域で堆積したものである（Ando et al., 2001）。しかし，このような付加体中の堆積岩は付加過程で変形を受けるために層序が保存されていることは限られており，これらを復元するには各地に残されている断片的な連続地質体（セクション）を複合させる方法がとられる（Fig. 4）。Isozaki（1997, 2009）は，日本の遠洋域深海相のペルム系－三畳系のデータ（例えば，山北，1987; 石賀・山北，1993; Isozaki, 1994, Yamakita et al., 1999; Takahashi et al., 2009a）をコンパイルし，岩相柱状図を図示している。その層序は，下位よりペルム系放散虫チャート－最上部ペルム系珪質粘土岩－最下部三畳系黒色粘土岩－下部三畳系珪質粘土岩－中部三畳系チャートからなり，古生代中生代の深海相に卓越する放散虫チャートの堆積がペルム紀－三畳紀境界付近で停止していたことが示される（Fig. 4）。この放散虫チャートの堆積停止期間前後の放散虫化石は分類学的に大きく異なっており，三畳紀のチャートには，古生代に繁栄したアルバイレラ目（Albailella）やラテンティフィストラリア目（Latentifistularia）の放散虫化石がみられず，新たに出現したナセラリア目（Nassellaria）の放散虫が含まれるので遠洋域の生態系にも大量絶滅の影響があったことを明示している。ちなみに，最古のナセラリア目放散虫は，中－高緯度遠洋域のニュージーランドからディーネリアン期に産出が報告されている（Hori et al., 2011）。このようにペルム系三畳系の複合層序を図示してしまうと既にこの層序は確立されたように思われがちであるが，実際は完全な層序復元には至っていない。特に，前期三畳紀グリスバキアン－ディーネリアン期，スミシアン－スパシアン期の境界を保存した連続地層セクションを残した露頭はこれまでのところ報告されていないので，空白になる領域である。これらの境界層部分は，前述した浅海相の研究で報告された炭素・酸素同位体比の負異常と時期を同じくし，絶滅からの回復過程を知る重要な資料になり得るので，これからの地質調査の成果が期待されるところである。

3. 最も連続的なペルム紀－三畳紀境界層から得られた有機炭素同位体比

深海層序のなかでのペルム紀末大量絶滅期境界とペルム紀－三畳紀境界層をどの層準に位置付けるか，この理解は近年になって研究成果が大きく進展した。Takahashi et al.（2010）は，北部北上帯で認定された連続的な保存の良いペルム紀－三畳紀境界層である安家森セクション（Takahashi et al., 2009a）から採取した試料を用いて，$\delta^{13}C_{org}$ を測定した。$\delta^{13}C_{org}$ は，ペルム紀チャンシンジアン期の化石が産するチャート層の上部とその上の珪質粘土岩層の最上部でそれぞれ極大値をとり，三畳紀グリスバキアン期のコノドント化石（*H. parvus*）が産した層準よりも下に位置する黒色粘土層の最下部に向けて値を減少させた（Fig. 5）。この 2 回の減少を示す $\delta^{13}C_{org}$ 曲線は，南中国メイシャンセクションの *H. parvus* の初産出層準の下でみられる $\delta^{13}C_{carb}$ の変化を光合成による炭素同位体比分別を想定して約 25‰マイナス方向にスライドさせるとよく一致する。すなわち，南中国メイシャンセクションのベッド 24e とベッド 25 の間で起きた大量絶滅境界は $\delta^{13}C_{org}$ の減少が起きた黒色粘土層の基底にあたることになる。この炭素同位体比の変動は，パンサラッサ海遠洋域の海山石灰岩のセクションである上村セクションの黒色石灰岩層の基底にみられる $\delta^{13}C_{carb}$ と $\delta^{13}C_{org}$ の減少（Musashi et al., 2001）ともよく対応がつく。また，この報告以後，同様に $\delta^{13}C_{org}$ の負異常が黒色粘土岩層の基底に見出されることが，西南日本の美濃帯に属する兎原セクションと舟伏山セクション（FN－1）の 2 セクションからも確認されている（Kaiho et al., 2012; Sano

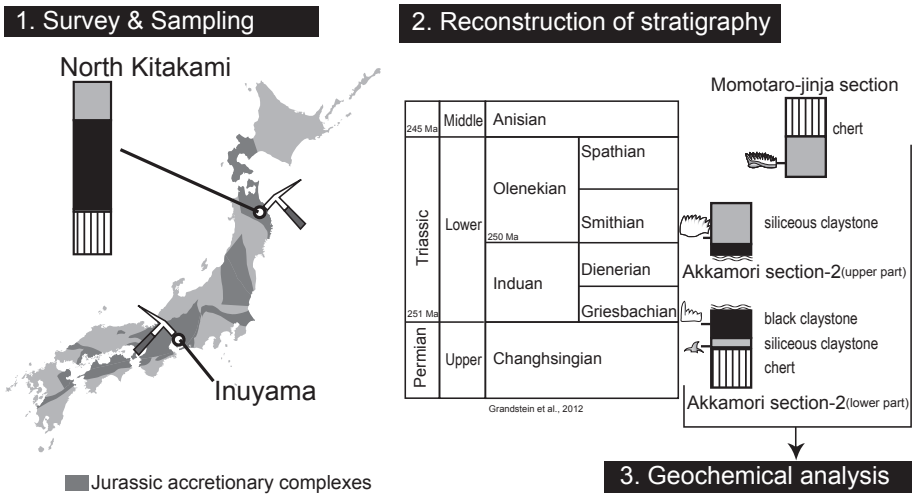

Fig. 4. Schematic diagram showing comprehensive methods of reconstruction of deep-sea lithologic sequence from Late Permian to Middle Triassic. The distribution of Jurassic accretionary complexes is modified from Yao (2000) and Ehiro (2001). Time scale is after Grandstein et al. (2012).

et al., 2012）。この炭素同位体比の対比により，南中国メイシャンセクションなどで確認された浅海域海洋環境の還元化・酸性化時期が，低緯度遠洋域における黒色粘土岩層の堆積開始時期に一致することが示される。最新の放射年代の研究によれば，この炭素同位体比の減少は 2 万年 ± 4 万年で生じたとされるので（Fig. 2; Shen et al., 2011b），この部分の対比精度は数万年ということになるだろう。この遠洋域の黒色粘土岩の基底部分では，珪酸質化石個体数（放散虫殻や海綿）の減少，全岩有機炭素量の増加，そして硫化物の硫黄同位体比（$\delta^{34}S_{sulfide}$）の 15‰の減少が示され，それぞれ，珪酸質生物殻生産の減少，海洋一次生産の増加と貧酸素水塊の発達による有機物保存の促進，水柱での含硫化水素水塊の発達を示すものと解釈されている（Fig. 5; Takahashi et al., 2009a; Takahashi et al., 2013）。日本の他地域にみられる深海相ペルム紀－三畳紀境界層の分析結果も黒色粘土岩層が還元的堆積環境下で堆積したことを支持し（マンガンの含有量が少ない；Kato et al., 2002; 還元鉄が存在する；Matsuo et al., 2003; モリブデンやウランが濃集する；Algeo et al., 2011b），表層一次生産が高く（全岩有機炭素／硫化物量比比が著しく高く硫酸還元に必要とされる有機炭素と硫黄の割合を大きく逸脱している；Suzuki et al., 1998）酸素極小層が発達した状態（径 5 μm 程度の微小フランボイダル黄鉄鉱が多産する；Algeo et al., 2011b; Wignall et al., 2011）であったとも考えられている。

安家森セクションの露頭はさらに上位に連続し，前期三畳紀スミシアン期下部の黒色粘土岩層－灰色珪質粘土岩層からなる地層連続体も確認されている（Fig. 5; Takahashi et al., 2009a）。この層序間の $\delta^{13}C_{org}$ は，ペルム紀末のものよりも重い値を示し（−27‰～−25‰ ; Takahashi et al., 2013），浅海域で示されたディーネリアン－スミシアン移行期の $\delta^{13}C_{carb}$ が重い値を示す結果とよく対応する（Fig. 3 を参照）。この時期の珪質粘土岩は，有機炭素の含有量，珪酸質化石の保存量がともに少ない特徴においてペルム紀末の珪質粘土岩層と異なっており，ペルム紀末より約 200 万年後のスミシアン期にはそれまで続いた高一次生産・無酸素海洋は一度解消されたが，放散虫殻などの珪酸殻生産の本格的な回復はそれ以降に遅れたことを示す（Takahashi et al., 2009a）。

4. ペルム紀末海洋表層環境の広域的広がり

ここまでで述べたように，ペルム紀－三畳紀境界付近の遠洋域深海相の $\delta^{13}C_{org}$ と浅海相の $\delta^{13}C_{carb}$ の変動パターンはよく対応が付き，年代対比に利用できることが明らかになってきた。さらに，ペルム紀末にみられた炭素同位体比の変動パターン

は，カナダの深海相（Wang et al., 1994）や，ニュージーランドの付加体に地質記録をもつ中－高緯度パンサラッサ海の遠洋にも報告されており（Hori et al., 2011），対応範囲は広がっている。このような $\delta^{13}C_{org}$ と $\delta^{13}C_{carb}$ の調和的な変動パターンは，大量絶滅期の前後でも光合成による炭素固定の同位体分別が一定で続き，溶存二酸化炭素 $\delta^{13}C$ の変動が反映されたと考えられ，パンサラッサ海遠洋域においてはそのような一次生産の状態が続いたものと考えられる（Fig. 6）。一方，先に紹介したテチス海浅海域のデータを参照すると，ペルム紀末－前期三畳紀の $\delta^{13}C_{carb}$ の減少傾向とは異なり $\delta^{13}C_{org}$ は値が高まることが報告されており（Fig. 2; Riccardi et al., 2007; Kaiho et al., 2009），このような傾向はテチス海中央や西部にも見いだせる（Fig. 6）。この $\delta^{13}C_{org}$ が一時的に高まる層準は，緑色硫黄細菌やシアノバクテリアの分子化石が増加する層準に一致している（ベッド 27，ベッド 29; Riccardi et

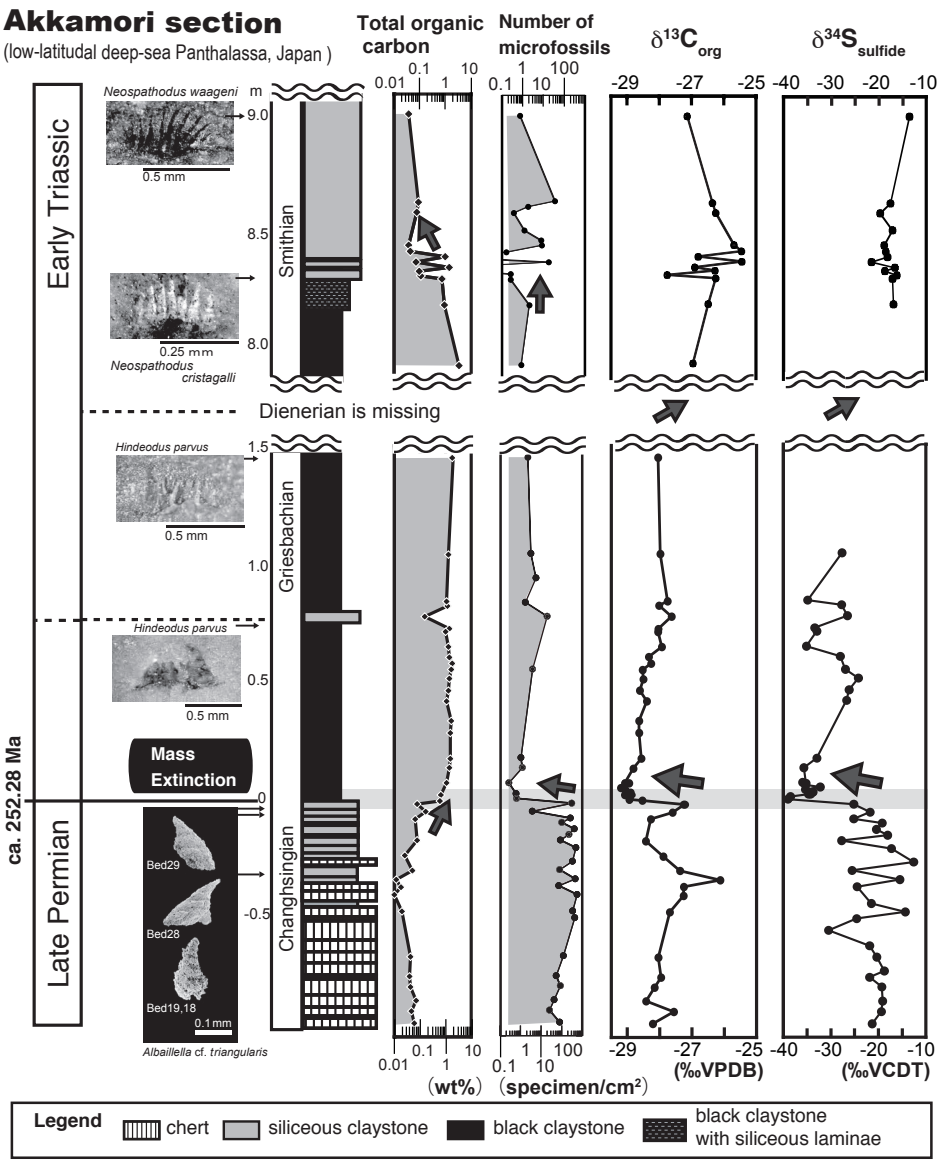

Fig. 5. Study results between Late Permian and Early Triassic from the Akkamori section-2 of the low latitudinal pelagic deep-sea. Data are from Takahashi et al. (2009a, 2010, 2013).

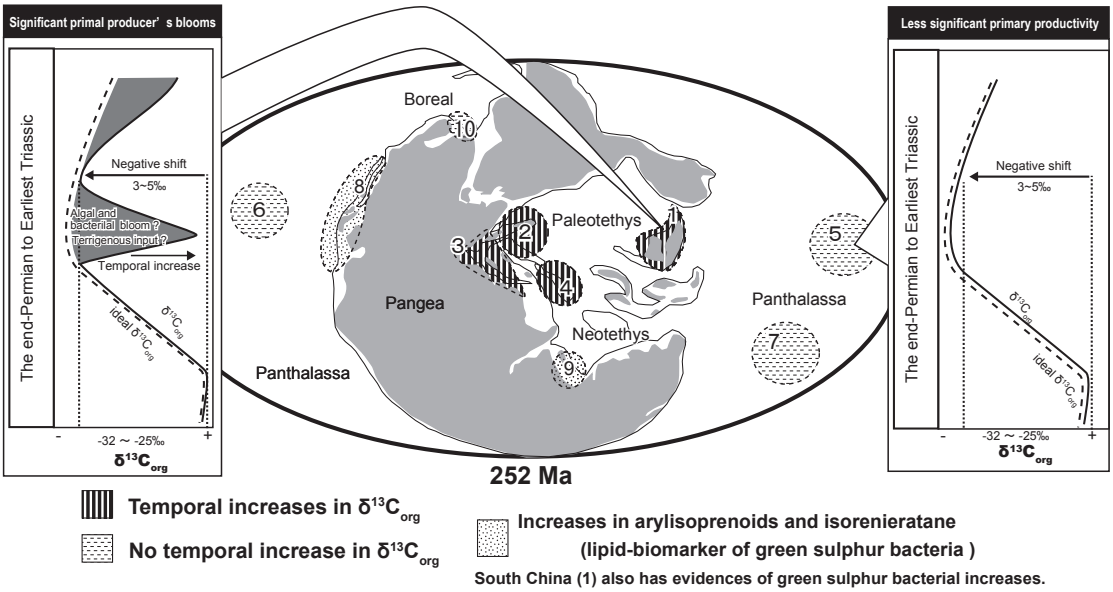

Fig. 6. Distribution of carbon isotope variation pattern. Paleogeographic map showing the locations of Permian/Triassic boundary sections and global distribution of temporary increases in organic carbon isotope ratio ($\delta^{13}C_{org}$) at the end of the Permian. (1) Meishan, South China (Grice et al., 2005; Riccardi et al., 2007; Cao et al., 2009; Kaiho et al., 2009). (2) Masore, Slovenia (Schwab and Spangenberg, 2004), (3) Austria (Wolbach et al., 1994). (4) Abadeh, Iran (Korte et al., 2004). (5) Akkamori, Japan (Takahashi et al., 2010). (6) Ursula Creek, Canada (deep-sea facies; Wang et al., 1994). (7) Waiheke, New Zealand (Hori et al., 2011). (8) Peace River Basin, Canada (shallow-marine facies; Hays et al., 2007). (9) Hovea-3 core, Australia (Grice et al., 2005). (10) Spitsbergen, Norway (deep-sea facies; Wignall et al., 1998). Biomarker evidence (aryl isoprenoids and isorenieratene) has been reported from South China (Grice et al., 2005). Base map is after Ziegler et al., (1998)

al., 2007; Kaiho et al., 2009）。この一致は，大量絶滅直後に通常とは異なる光合成（逆 TCA 回路）をもつ嫌気性光合成細菌の寄与が増加した，あるいは，成長速度が速い一次生産者が $\delta^{13}C$ の高い有機物をもたらした結果と考えられている（Payne and Kump, 2007; Riccardi et al., 2007; Takahashi et al., 2010）。また，有機炭素の同位体比を重くするもうひとつの要因は，海成堆積物への陸源有機物の寄与である（Takahashi et al., 2010; Kraus et al., 2013）。これも先に述べたが，南中国メイシャンセクションではベッド 27 とベッド 29 の層準において土壌起源と解釈されるモレタン／ホパン比が増加している（Fig. 2; Xie et al., 2007）。この効果が陸棚域で大きく，遠洋域には及ばないとすれば，有機炭素の同位体比の傾向も説明が付けやすい。

このような考察は，地球表層をモデル復元した結果とも調和的である。Meyer et al.（2007a, b）や Winguth and Winguth（2011）は，ペルム紀末の大陸海洋配置をモデル化し，海洋一次生産に関わる元素を増加させた場合の海洋溶存酸素の分布と硫化水素の挙動をシミュレーションした。これらの研究からは，陸から海へのリンの供給量を現在の数倍から 10 倍程度に設定すると，栄養塩が大陸に囲まれたテチス海に留まり，栄養塩量が高まる陸棚縁辺や湧昇域に高一次生産海域が発生し硫化水素が発生する分布が示される。この還元的海洋の分布は，$\delta^{13}C_{org}$ の変動パターンから緑色硫黄細菌が顕著に増加したと推定される海域が，テチス海のパンサラッサ海の低緯度縁辺部に集中し，遠洋でみられないこととほぼ一致している。このことは，ペルム紀末の貧酸素水塊の発達には，温暖化や陸源砕屑物供給の影響だけでなく当時の大陸の配置も影響していたことを示唆する。このように，ペルム紀末大量絶滅時の地質記録に遠洋域のデータが加わることによって，各海域同士の比較から環境変化をもたらした要因の候補のうちどれが地質学的証拠の広域分布を説明しやすいか絞り込みを行うことができるようになってきている。

ここまでに紹介したように，現状では，$\delta^{13}C_{org}$ を利用して遠洋海域の表層環境を議論するに留まっているが，遠洋域の堆積岩層からも有機分子化石を検出して当時の一次生産生物の特定や関連する溶存酸素･栄養塩環境を復元することが望まれる。また，遠洋域の生態系を担っていた高等生物を特定することも重要である。遠洋域深海相ペルム紀－三畳紀境界の炭素同位体比と浅海域の対比を見る限り，後期ペルム紀の放散虫化石に富んだ層状チャートに比べて前期三畳紀の黒色粘土層が著しく堆積速度が遅いようにはみえない。このことは，放散虫殻などの珪酸殻に代わって珪酸塩物質を供給した要因があったことを暗示する。これは，化石殻の極端に少ない前期三畳紀の灰色珪質粘土岩が堆積していることについても同様のことが指摘できる。これらの粘土岩の堆積を支えた珪酸塩の起源は砕屑物なのか（Algeo and Twitchett, 2010; Sakuma et al., 2012），生物起源であるのか（珪酸質海綿など；Kakuwa, 1996）詳細は分かっておらず，有機地球化学の研究が貢献できると考えられる。筆者らは，安家森セクションの黒色粘土岩を対象に可溶性有機物の溶媒抽出を試みたが，特定生物起源の有機分子を検出するにはまだ至っていない。それは，これらの粘土岩の有機分子が著しく熟成しているためだと考えられる。この課題を克服する方法のひとつは，可溶性有機物（ビチュメン）だけでなくケロジェンからも情報を引き出すことであると著者は考えている。例えば，ケロジェンの表面から溶媒抽出を行う方法（ビチュメン 2; Waldbauer et al., 2009）や，ケロジェンのクロム酸分解処理を行うことでクロロフィル分解物を抽出する方法（Nomoto et al., 2008; 朝比奈・野本，2011）は，前期三畳紀の遠洋域の生態系を解明する一助になる可能性がある。

5. 前期三畳紀末の貧酸素海洋

前期三畳紀スミシアン・スパシアン期を経て，低緯度遠洋域で放散虫チャートの堆積が回復するのは，中期三畳紀アニシアン期以降である。中期三畳紀の層状放散虫チャートの堆積再開は，岐阜－愛知の県境に位置する犬山地域に良好な露頭がみられる（Fig. 4）。この地域には，ペルム紀の堆積岩は残っていないが，最下部層に前期三畳紀の珪質粘土岩層から放散虫チャート・珪質粘土岩層互層に移り変わる岩相層序が残されている。この岩相がみられる露頭の中でも状態の良いものが，桃太郎神社セクション（八尾・桑原，1997）である。このセクションの年代は，放散虫とコノドントで複合的に決められており，スパシアン期とアニシアン期の境（前期／中期三畳紀境界）は，珪質粘土層が本格的にチャート－珪質粘土互層に移化する直下に置かれている（Fig. 7; 八尾・桑原，1997; Takahashi et al., 2009b）。桃太郎神社セクションのスパシアン期の珪質粘土層にはいくつかの黒色粘土の狭在層と，珪質粘土層最上部には黒色のチャートがみられる（Fig. 7）。Takahashi et al.（2009b）は，このセクションの堆積岩から可溶性有機分子を抽出し，これの黒色を呈する岩相から貧酸素環境を示す指標を検出した（Fig. 7）。一般に，有機物含有量が少なく（<0.1 wt%）熱熟成も高い（18α-22, 29, 30- トリスノルネオホパン（Ts）／［Ts+17α-22, 29, 30- トリスノルホパン］：Ts／（Ts+Tm）の比で 0.7 前後）試料で，同定に足る有機分子の抽出は困難であったが，Takahashi et al.（2009b）では 1 試料あたり 200 g の粉末試料を 48 時間ソックスレー抽出することによって検出に成功している。抽出溶液をガスクロマトグラフ－質量分析計を用いて抽出性有機物を解析した結果，Takahashi et al.（2009b）が同定し報告した主な有機分子は，ベンゾ［g, h, i］ペリレン，ベンゾピレン，コロネンといった PAHs と，ジベンゾチオフェン，ホパン，2 メチルホパンである。

PAHs の濃集した堆積岩は，浅海域のペルム紀末の分析結果のようにしばしば森林火災の指標とされるが，森林から距離が離れた遠洋域ではその解釈には簡単にはあてはまらない。Grice et al.（2007）は，陸源物質の多いペルム系三畳系の海成層コア（Hovea-3 core, オーストラリア）から，木炭片の多い（50－70％）下部ユニットと海成有機物の多い（60－80％；無形ケロジェン）上部ユニットで，PAHs のなかのベンゾ［e］ピレンとベンゾ［a］ピレンの異性体比が優位に異なり，無形ケロジェンからなる試料ではベンゾ［e］ピレンの寄与が高まることを見出した。Grice et al.（2007）の示した判別図を参考に桃太郎神社セクションのピレンの異性体比：ベンゾ［e］ピレン／（ベンゾ［e］ピレン＋ベンゾ［a］

ピレン）比を取ると，すべての試料で 0.8–0.9 の高い値の範囲に収まり海成有機物の由来の有機分子であることを指示する。したがって，桃太郎神社セクションの黒色チャート中に濃集した PAHs は，樹木類の燃焼物質がもたらされたと考えるよりは，PAHs の起源になる海成有機物の海底への寄与が高まったと考えた方が妥当である。

ジベンゾチオフェンは，2 つのベンゼン環が硫黄（S）を介してカップリングした構造をもつ有機分子である（Fig. 7）。6 員環の結合には還元硫黄を有するので，これらの有機分子の形成には還元的な条件が必要であり，全岩有機炭素量やプリスタン／ファイタン比の酸化還元指標と相関性があることから還元環境の指標とされてきた（Hughes et al., 1995）。このような分子構造を形成するプロセスは，単純な脂肪族側鎖の炭化水素分子が続成過程で閉環し，形成された 2 つの 6 員環硫黄を介して結合するプロセスと，リグニンなどに起源するフェノール 6 員環が，硫黄を介して結合するプロセスがありうる（Sinninghe Damsté and De Leeuw, 1990）。Fenton et al.（2007）は，グリーンランドの浅海域ペルム紀／三畳紀境界においてジベンゾチオフェンと同様に 6 員環のカップリングによって形成されているジベンゾフランやビフェニルが同調して増加・減少することを見出し，これら 3 つの有機分子の濃度を制限する要因は植物のリグニン組織から由来するフェノールの増減であるとした。同様の傾向は，陸源物質の供給に近い海域で起こりうるので，ジベンゾチオフェンを還元環境の指標として用いるにはフェノール寄与の増減を考慮する必要がある。しかし，陸から遠く陸源物質供給が少ない遠洋域深海相では陸上植物由来の物質が大きく作用するとは考えにくい。実際，桃太郎神社セクションのチャート・珪質粘土岩から検出されたジベンゾフランはジベンゾチオフェンの定量値の 1000 から数百倍少なく，鉛直分布の相関性も悪いので，Fenton et al.（2007）の示したリグニン起源フェノールの寄与量にコントロールされる例にはあてはまらない（Takahashi et al., 2009b）。したがって，有機物の起源物質がほぼ海成のものに限定される遠洋域において，スパシアン期末の黒色チャートにみられるジベンゾチオフェンの相対量の増加は，堆積物の続成過程初期以降に還元的な環境があったことを示す。このことは，この黒色チャート層において、全岩有機炭素量と全岩硫化物量の増加がみられたこととも調和的である（Takahashi et al., 2009b）。

ホパンと 2 メチルホパンがバクテリアとシアノバクテリアの膜脂質成分にそれぞれ由来することは，南中国のペルム紀－三畳紀境界層からの検出例で述べた通りである。これらの相対比をとったメチルホパンインデックスは研究セクションでは 0.4–0.6 で推移する。この値は，南中国で得られた値の最大値（メイシャンセクションのベッド 34; 0.4: Xie et al., 2007）をやや上回る値で，浅海域よりも遠洋域の方がシアノバクテリアの寄与量が高かったことがうかがえる。また，2 メチルホパンインデックス値は黒色チャート層準で減少する傾向を示す。このことは，無酸素海洋発達時に光合成生物群集に変動があった可能性を示すが，実際にどのような生物がこのときの有機物を生産していたのか，詳細は次の研究課題である。

八尾・桑原（1997）が示す放散虫化石産出レンジチャートから読み取った放散虫化石種数は，上述した黒色チャートの層準で一次的な減少を示す（Fig. 7）。これらの一致は，前期三畳紀末の貧酸素海洋の発達が，放散虫多様性の減少と同時性があることを明示している。また，このような無酸素海洋発達の証拠は，前期三畳紀スパシアン期の下位の層準にも見出されるので，複数回の貧酸素海洋の発達があったことを暗示させる。したがって，これらの無酸素海洋の頻発が海洋における生命環境の回復を遅らせた要因であると考えることができる。このような低緯度遠洋域における環境変化イベントが，グローバルな生命環境にどのように位置づけられるのかを考察するために，遠洋域における更なる研究精度の向上と各海域の情報を示す研究報告が待たれる。

8. まとめ

日本の付加体中に分布するペルム紀－三畳紀の遠洋性深海堆積岩は，地球史最大の大量絶滅期とその回復期における低緯度遠洋域の記録をもつ重要な地質資料である。これらの堆積岩に残る有機物を用いた研究によって，大量絶滅期とその後の

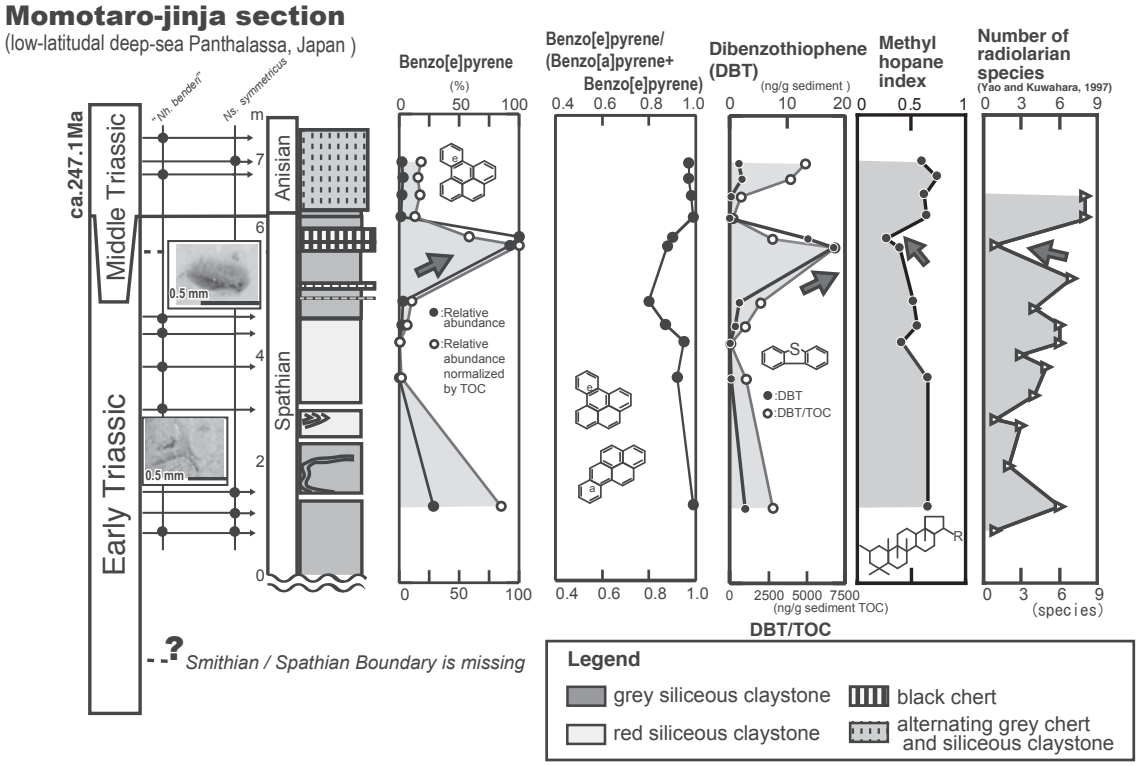

Fig. 7. Study results between Early Triassic and Middle Triassic from the Momotaro-Jinja section of the low latitudinal pelagic deep-sea. Data are from Takahashi et al. (2009b).

回復の遅れ時期に相当するペルム紀末，前期三畳紀末にそれぞれ還元的な堆積環境の発達が起きたことが示された。これらの還元環境発達と化石保存数あるいは化石多様性の減少との同時性は，溶存酸素の減少に関わる環境異変が遠洋の生物へ悪影響を与えていたことを示すものである。陸棚浅海域の模式地層と深海相との高精度な化石年代・安定同位体比層序対比が実現したペルム紀－三畳紀境界においては $\delta^{13}C_{org}$ の変動パターンの比較から当時の浅海域と遠洋域の環境変化に地域差を見出すことができ，大陸から遠く離れ栄養塩類に比較的乏しいと考えられる遠洋域においてはペルム紀末の浅海域で報告されたような陸源有機物や緑色硫黄細菌・シアノバクテリアのバイオマス寄与量の増加は顕著ではなかったと推定される。今後，高精度に層序対比可能な遠洋域深海相の分析データを前期三畳紀全体に伸ばし，大量絶滅と回復の遅れの背景となった還元的海洋環境の深度－緯度断面分布の時間推移を明らかにすることで，海洋環境の発達メカニズムを解明できると予想される。また，大量絶滅事変を挟んで次の生態系に移行する期間に，遠洋域ではどのような生態系構成で推移していたのかを有機地球化学的手法を用いて知見を深めることも重要な課題である。そのためには，熟成度の高い有機物から効率的に情報を抽出する分析方法を付加体中の深海堆積物に適応し，確立させていく更なる努力が必要である。さらに，検出された有機分子を解釈するためには，陸源物質寄与から遠い遠洋域における有機分子の起源や合成経路の議論を重ねていくことも重要であろう。このように，中古生代の深海堆積岩を用いた研究はさまざまな発展余地が残されており，更なる研究成果が期待される分野である。

謝　辞

2012 年日本有機地球化学会奨励賞（田口賞）を頂き，本稿執筆の機会を頂いたことを大変光栄に思います。真摯に受け止め，今後さらに地球科学の発展に貢献すべく精進することを誓い，身を引

き締める思いであります。原稿の内容について，山田健太郎博士，水谷茜学士にコメント助言を頂きました。原稿を査読して頂いた匿名査読者と編集者の沢田健准教授に感謝申し上げます。

本稿に紹介させて頂いたこれまでの研究は，様々な方々にご教授を頂いた結果です。特にお世話になった，海保邦夫教授，大庭雅寛博士，掛川武教授，永広昌之教授，山北聡准教授，鈴木紀毅博士，相田義昭教授，竹村厚司教授，堀利栄准教授，多田隆治教授，諸先輩方，同僚・後輩のみなさまに感謝いたします。私の研究は野外地質調査なしにはありえません。卒論研究時から毎年調査に通っている岩手県岩泉町や，各調査地域の方々の協力や励ましにも感謝の意を表します。そして，研究者になるという私の人生の選択に理解を示し支えてくれた家族にも感謝します。

引用文献

Algeo T. J., Chen Z. Q., Fraiser M. L. and Twitchett R. (2011a) Terrestrial–marine teleconnections in the collapse and rebuilding of Early Triassic marine ecosystems. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **308**, 1-11.

Algeo T. J., Henderson C. M., Ellwood B., Rowe H., Elswick E., Bates S., Lyons T., Hower J.C., Smith C., Maynard B., Hays L. E., Summons R. E., Fulton J. and Freeman K.H. (2012) Evidence for a diachronous Late Permian marine crisis from the Canadian Arctic region. *Geol. Soc. Am. Bull.* 124, 1424-1448.

Algeo T. J., Kuwahara K., Sano H., Bates S., Lyons T., Elswick E., Hinnov L., Ellwood B., Moser J. and Maynard J.B. (2011b) Spatial variation in sediment fluxes, redox conditions, and productivity in the Permian–Triassic Panthalassic Ocean. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **308**, 65-83.

Algeo T. J. and Twitchett R. (2010) Anomalous Early Triassic sediment fluxes due to elevated weathering rates and their biological consequences. *Geology* **38**, 1023-1026.

Alroy J. (2010) The Shifting Balance of Diversity Among Major Marine Animal Groups. *Science* **329**, 1191-1194.

Ando A., Kodama K. and Kojima S. (2001) Low-latitude and Southern hemisphere origin of Anisian (Triassic) bedded chert in the Inuyama area, Mino terrane, central Japan. *J. Geophys. Res.* **106**, 1973-1986.

朝比奈健太・野本信也（2012）バクテリオクロロフィルを起源とするベンゾポルフィリンの生成の検証．*Res. Org. Geochem.* **28**, 19-22.

Bambach R. K., Knoll A. H. and Wang S. C. (2004) Origination, extinction, and mass depletions of marine diversity. *Paleobiology*, **30**, 522-542.

Cao C., Wang W. and Jin, Y. (2002) Carbon isotope excursions across the Permian-Triassic boundary in the Meishan section, Zhejiang Province, China. *Chin. Sci. Bull.* **47**, 1125-1129.

Cao C., Love G. D., Hays L. E., Wang W., Shen S. and Summons R. E. (2009) Biogeochemical evidence for euxinic oceans and ecological disturbance presaging the end-Permian mass extinction event. *Earth Planet. Sci. Lett.* **281**, 188-201.

Chen B., Joachimski M., Shen S., Lambert L. L., Lai X., Wang X., Chen J. and Yuan, D. (2012) Permian ice volume and palaeoclimate history: Oxygen isotope proxies revisited. *Gondwana Res.* **24**, 77-89.

Chen Z.Q. and Benton M. J. (2012) The timing and pattern of biotic recovery following the end-Permian mass extinction. *Nat. Geosci.* **5**, 375-383.

Ehiro M. (2001) Origins and drift histories of some microcontinents distributed in the eastern margin of Asian Continent. *Earth Science (Chikyu Kagaku)* **55**, 71-81.

Erwin D. H. (1993) *The Great Paleozoic Crisis: Life and Death in the Permian*. Columbia University Press, 327p.

Fenton S., Grice K., Twitchett R., Bottcher M., Looy C. and Nabbefeld B. (2007) Changes in biomarker abundances and sulfur isotopes of pyrite across the Permian-Triassic (P/Tr) Schuchert Dal section (East Greenland), *Earth Planet. Sci. Lett.* **262**, 230-239.

Galfetti T., Bucher H., Ovtcharova M., Schaltegger U., Brayard A., Brühwiler T., Goudemand N. and Weissert H. (2007) Timing of the Early Triassic carbon cycle perturbations inferred from new U - Pb ages and ammonoid biochronozones. *Earth Planet.*

Sci. Lett., **258**, 593 - 604.

Gorjan P., Kaiho K., Kakegawa T., Niitsuma S., Chen Z.Q., Kajiwara Y. and Nicora, A. (2007) Paleoredox, biotic and sulfur-isotopic changes associated with the end-Permian mass extinction in the western Tethys. *Chem. Geol.* **244**, 483-492.

Gradstein F. M., Ogg J. G., Schmitz M. D. and Ogg G. M. (2012) *The geologic time scale 2012*. Elsevier, 2 volumes, 1144 p.

Grasby S.E., Beauchamp B., Embry A. and Sanei H. (2012) Recurrent Early Triassic ocean anoxia. *Geology* **41**, 175-178.

Grice K., Cao C., Love G. D., Böttcher M. E., Twitchett R., Grosjean E., Summons R.E., Turgeon S. C., Dunning W. and Jin, Y. (2005) Photic zone euxinia during the Permian-triassic superanoxic event. *Science* **307**, 706-709.

Grice K., Nabbefeld B. and Maslen E. (2007) Source and significance of selected polycyclic aromatic hydrocarbons in sediments (Hovea-3 well, Perth Basin, Western Australia) spanning the Permian–Triassic boundary, *Org. Geochem.* **38**, 1795-1803.

Hays L., Beatty T., Henderson C. M., Love G. D. and Summons R.E. (2007) Evidence for photic zone euxinia through the end-Permian mass extinction in the Panthalassic Ocean (Peace River Basin, Western Canada). *Palaeoworld* **16**, 39-50.

Hinojosa J. L., Brown S.T., Chen J., DePaolo D. J., Paytan A., Shen S. Z. and Payne J. L. (2012) Evidence for end-Permian ocean acidification from calcium isotopes in biogenic apatite. *Geology* **40**, 1-4.

Hori R. S., Yamakita S., Ikehara M., Kodama K., Aita Y., Sakai T., Takemura A., Kamata Y., Suzuki N., Takahashi S., Spörli K.B. and Grant-Mackie, J. (2011) Early Triassic (Induan) Radiolaria and carbon-isotope ratios of a deep-sea sequence from Waiheke Island, North Island, New Zealand. *Palaeoworld* **20**, 166-178.

Hughes W., Holba A. and Dzou L. (1995) The ratios of dibenzothiophene to phenanthrene and pristane to phytane as indicators of depositional environment and lithology of petroleum source rocks, *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 3581-3598.

Isozaki Y. (1994) Superanoxia across the Permo-Triassic boundary recorded in pelagic chert in Japan. In: Embry A. F., Beauchamp B., Glass D. J. (eds.), *Pangea: Global 131 Environments and Resources*. pp. 805-812. Canadian society of petroleum geologists.

Isozaki Y. (1997) Permo-Triassic Boundary Superanoxia and Stratified Superocean: Records from Lost Deep Sea. *Science* **276**, 235-238.

Isozaki, Y. (2009) Illawarra Reversal: The fingerprint of a superplume that triggered Pangean breakup and the end-Guadalupian (Permian) mass extinction. *Gondwana Res.* **15**, 421-432.

石賀裕明・山北 聡（1993）遠洋性堆積物中の P/T 境界研究の紹介，地調月報 **44**, 419-423.

Jin Y. G. (2000) Pattern of Marine Mass Extinction Near the Permian-Triassic Boundary in South China, *Science* **289**, 432-436.

Joachimski M., Lai X., Shen S. Z., Jiang H., Luo G., Chen B., Chen J. and Sun Y. (2012) Climate warming in the latest Permian and the Permian-Triassic mass extinction. *Geology* **40**, 195-198.

Kaiho K., Chen Z.Q. and Sawada K. (2009) Possible causes for a negative shift in the stable carbon isotope ratio before, during and after the end-Permian mass extinction in Meishan, South China. *Aust. J. Earth Sci.* **56**, 799-808.

Kaiho K., Oba M., Fukuda Y., Ito K., Ariyoshi S., Gorjan P., Riu Y., Takahashi S., Chen Z. Q., Tong J. and Yamakita S. (2012) Changes in depth-transect redox conditions spanning the end-Permian mass extinction and their impact on the marine extinction: Evidence from biomarkers and sulfur isotopes. *Global Planet. Change* **94-95**, 20-32.

Kakuwa, Y. (1996) Permian-Triassic mass extinction event recorded in bedded chert sequence in southwest Japan. *Earth Science,* 121, 35-51.

Kato Y., Nakao K. and Isozaki Y. (2002) Geochemistry of Late Permian to Early Triassic pelagic cherts from southwest Japan: implications for an oceanic redox change. *Chem. Geol.* **182**, 15-34.

Korte C., Kozur H. W., Joachimski M., Strauss H., Veizer J. and Schwark L. (2004) Carbon, sulfur, oxygen

and strontium isotope records, organic geochemistry and biostratigraphy across the Permian/Triassic boundary in Abadeh, Iran. *International Journal of Earth Sciences* **93**, 565-581.

Kraus S. H., Brandner R., Heubeck C., Kozur H. W., Struck U. and Korte C. (2013) Carbon isotope signatures of latest Permian marine successions of the Southern Alps suggest a continental runoff pulse enriched in land plant material. *Fossil Record* **16**, 97-109.

Matsuo M., Kubo K. and Isozaki Y. (2003) Mössbauer spectroscopic study on characterization of iron in the Permian to Triassic deep-sea chert from Japan. *Hyperfine Interact.* **5**, 435-438.

Meyer K.M. and Kump L.R. (2008a) Oceanic Euxinia in Earth History: Causes and Consequences. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **36**, 251-288.

Meyer K.M., Kump L. R. and Ridgwell A. (2008b) Biogeochemical controls on photic-zone euxinia during the end-Permian mass extinction. *Geology* **36**, 747-750.

Musashi M., Isozaki Y., Koike T. and Rob K. (2001) Stable carbon isotope signature in mid-Panthalassa shallow-water carbonates across the Permo-Triassic boundary: evidence for 13C-depleted super ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* **191**, 9-20.

Newton R. J., Pevitt E. L., Wignall P. B. and Bottrell S. H. (2004) Large shifts in the isotopic composition of seawater sulphate across the Permo–Triassic boundary in northern Italy. *Earth Planet. Sci. Lett.* **218**, 331-345.

Nomoto S., Satou M., Yoshida T., Mita H., Kumagai G., Nomoto K., Kigoshi H. and Kashiyama Y. (2008) The First Experimental Demonstration of Benzoporphyrin Formation from Sedimentary Porphyrins. *Chem. Lett.* **37**, 490-491.

Payne J. L. and Kump L. (2007) Evidence for recurrent Early Triassic massive volcanism from quantitative interpretation of carbon isotope fluctuations. *Earth Planet. Sci. Lett.* **256**, 264-277.

Payne J. L., Lehrmann D. J., Wei J., Orchard M. J., Schrag D. P. and Knoll A. H. (2004) Large perturbations of the carbon cycle during recovery from the end-Permian extinction. *Science* **305**, 506-509.

Payne J. L., Turchyn A. V., Paytan A., DePaolo D. J., Lehrmann D. J., Yu M. and Wei, J. (2010) Calcium isotope constraints on the end-Permian mass extinction, *Proc. Nati. Acad. Sci. U. S. A.* **107**, 8543-8548

Raup, D. M. (1979) Size of Permo-Triassic bottleneck and its evolutionary implications. *Science* **206**, 217-218.

Reichow M. K., Pringle M. S., Mukhamedov A. I., Allen M. B., Andreichev V. L., Buslo M. M., Davies C. E., Fedoseev G. S., Fitton J. G., Inger S., Medvedev A.Y., Mitchell C., Puchkov V. N., Safonova I. Y., Scott R. A. and Saunders A.D. (2009) The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province : Implications for the end-Permian environmental crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.* **277**, 9-20.

Riccardi A., Kump L. R., Arthur M. and D'Hondt S. (2007) Carbon isotopic evidence for chemocline upward excursions during the end-Permian event. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **248**, 73-81.

Romano C., Goudemand N., Vennemann T. W., Ware D., Hermann E. S., Hochuli P. A., Brühwiler T., Brinkmann, W. and Bucher, H. (2012) Climatic and biotic upheavals following the end-Permian mass extinction. *Nat. Geosci.* **6**, 57-60.

Sakuma H., Tada R., Ikeda M., Kashiyama Y., Ohkouchi N., Ogawa N. O., Watanabe S., Tajika E. and Yamamoto S. (2012) High-resolution lithostratigraphy and organic carbon isotope stratigraphy of the Lower Triassic pelagic sequence in central Japan. *Isl. Arc* **21**, 79-100.

Sano H., Wada T. and Naraoka H. (2012) Late Permian to Early Triassic environmental changes in the Panthalassic Ocean: Record from the seamount-associated deep-marine siliceous rocks, central Japan. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **363-364**, 1-10.

Sawada K., Kaiho K. and Okano K. (2012) Kerogen morphology and geochemistry at the Permian–Triassic transition in the Meishan section, South

China: Implication for paleoenvironmental variation. *J. Asian Earth Sci.* ***54-55***, 78-90.

Schwab V. and Spangenberg J. E. (2004) Organic geochemistry across the Permian/Triassic transition at the Idrijca Valley, Western Slovenia. *Appl. Geochem.* **19**, 55-72.

Sepkoski J. J. (1984) A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity. III. Post-Paleozoic families and mass extinctions. *Paleobiology* **10**, 246-267.

Shen S., Crowley J. L., Wang Y., Bowring S. A, Erwin D. H., Sadler P. M., Cao C., Rothman, D. H., Henderson C. M., Ramezani J., Zhang, H., Shen Y., Wang X., Wang W., Mu L., Li W., Tang Y., Liu X., Liu L., Zeng Y., Jiang Y. and Jin, Y. (2011b) Calibrating the end-Permian mass extinction. *Science* **334**, 1367-72.

Shen W., Sun Y., Lin Y., Liu D. and Chai P. (2011a) Evidence for wildfire in the Meishan section and implications for Permian–Triassic events, *Geochim. Cosmochim. Acta* **75**, 1992-2006.

Sinninghe Damsté J. S. and de Leeuw J. W. (1990) Analysis, structure and geochemical significance of organically-bound sulfur in the geosphere: state of the art and future research. *Org. Geochem.* **16**, 1077-1101.

Summons R. E., Jahnke L. L., Hope J. M. and Logan G. A. (1999) 2-Methylhopanoids as biomarkers for cyanobacterial oxygenic photosynthesis. *Nature* **400**, 554-557.

Sun Y., Joachimski M., Wignall P. B., Yan C., Chen Y., Jiang H., Wang L. and Lai X. (2012) Lethally hot temperatures during the Early Triassic greenhouse. *Science* **338**, 366-70.

Suzuki N., Ishida K., Shinomiya Y. and Ishiga H. (1998) High productivity in the earliest Triassic ocean: black shales, Southwest Japan. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **141**, 53-65.

Svensen H., Planke S., Polozov A, Schmidbauer N., Corfu F., Podladchikov Y. and Jamtveit B. (2009) Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.* **277**, 490-500.

Takahashi S., Kaiho K., Hori R. S., Gorjan P., Watanabe T., Yamakita S., Aita Y., Takemura A., Sporli K. B., Kakegawa T., and Oba M. (2013) Sulfur isotope profiles in the pelagic Panthalassic deep sea during the Permian-Triassic transition. *Global and Planet. Change* **105**, 68-78.

Takahashi S., Oba M., Kaiho K., Yamakita S. and Sakata S. (2009b) Panthalassic oceanic anoxia at the end of the Early Triassic: A cause of delay in the recovery of life after the end-Permian mass extinction. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **274**, 185-195.

Takahashi S., Yamakita S., Suzuki N., Kaiho K. and Ehiro M. (2009a) High organic carbon content and a decrease in radiolarians at the end of the Permian in a newly discovered continuous pelagic section: A coincidence? *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **271**, 1-12.

Takahashi S., Kaiho K., Oba M. and Kakegawa T. (2010) A smooth negative shift of organic carbon isotope ratios at an end-Permian mass extinction horizon in central pelagic Panthalassa. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **292**, 532-539.

Waldbauer J. R., Sherman L. S., Sumner D. Y. and Summons R. E. (2009) Late Archean molecular fossils from the Transvaal Supergroup record the antiquity of microbial diversity and aerobiosis. *Precambrian Res.* **169**, 28-47.

Wang K., Geldsetzer H. H. J. and Krouse H. R. (1994) Permian/Triassic extinction; organic δ^{13}C evidence from British Columbia, Canada. *Geology* **22**, 580-584.

Wignall P. B., Bond D. P. G., Kuwahara K., Kakuwa Y., Newton R. J. and Poulton S.W. (2011) An 80 million year oceanic redox history from Permian to Jurassic pelagic sediments of the Mino-Tamba terrane, SW Japan, and the origin of four mass extinctions. *Global Planet. Change* **71**, 109-123.

Wignall P.B., Morante R. and Newton R. (1998) The Permo-Triassic transition in Spitzbergen: $\delta^{13}C_{org}$ chemostratigraphy, Fe and S geochemistry, facies, fauna, and trace fossils, *Geol. Mag.* **135**, 47-62.

Wignall P.B. and Twitchett R. (1996) Oceanic Anoxia and the End Permian Mass Extinction. *Science* **272**, 1155-1158.

Winguth C. and Winguth A. M. E. (2011) Simulating Permian-Triassic oceanic anoxia distribution:

Implications for species extinction and recovery, *Geology* **40**, 127-130.

Wolbach W. S., Roegge D. R. and Gilmour I. (1994) The Permian/Triassic of the Gartnerkofel-1 Core (Carnic Alps, Austria): organic carbon isotope variation. *Lunar and Planetary Institude Contribution* **825**, 133-134.

Xie S., Pancost R. D., Huang J., Wignall P. B., Yu J., Tang X., Chen L., Huang X. and Lai X. (2007) Changes in the global carbon cycle occurred as two episodes during the Permian-Triassic crisis. *Geology* **35**, 1083.

Xie S., Pancost R. D., Yin H., Wang H. and Evershed R.P. (2005) Two episodes of microbial change coupled with Permo/Triassic faunal mass extinction. *Nature* **108**, 494-497.

Yamakita S., Kadota N., Kato T., Tada R., Ogihara S., Tajika E. and Hamada Y. (1999) Confirmation ofthe Permian/Triassic boundary in deep-sea sedimentary rocks; earliest Triassic conodonts from black carbonaceous claystone of the Ubara section in the Tamba Belt, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan* **105**, 895-898.

山北　聡（1987）四国東部秩父帯中のチャート相二畳一三畳系間の層序関係．地質学雑 **93**, 145-148.

八尾　昭（2000）東アジアの中・古生代テクトニクスからみた西南日本の地帯配列．地団研専報 **49**, 145-155.

八尾　昭・桑原希与子（1997）ペルム紀新世から三畳紀中世にかけての放散虫群集の変遷，大阪微化石研究会誌 **10**, 87-96.

Ziegler A. M., Gibbs, M. T. and Hulver M. L. (1998) A mini-atlas of oceanic water masses in the Permian Period. *Proceedings of the Royal Society of Victoria* **110**, 323-343.